



TITLE:

# 2016年8月の循環場の異常と高渦位の の亜熱帯への氾濫

AUTHOR(S):

前田, 修平; 竹村, 和人; 久保, 勇太郎

---

CITATION:

前田, 修平 ...[et al]. 2016年8月の循環場の異常と高渦位の亜熱帯への氾濫. 平成28年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2017: 10-21: 共同研究（一般共同研究）28K-08.

ISSUE DATE:

2017-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/224920>

RIGHT:

## 2016 年 8 月の循環場の異常と高渦位の亜熱帯への氾濫

前田修平（気象研究所気候研究部）

竹村和人・久保勇太郎（気象庁気候情報課）

### 1. はじめに

2016 年 8 月は日本に台風が 4 個上陸した。そのうち 3 個（第 7 号、11 号、9 号）は北海道に、1 個（第 10 号）は東北太平洋側に上陸し、甚大な被害をもたらした。8 月に台風が 3 個北海道に上陸したことも、東北太平洋側に台風が上陸したことも、1951 年の統計開始以来、初めてのことである。また、これらの台風や前線などの影響で、北日本太平洋側の降水量は、記録的な多さ（平年比 231%、1946 年以後で 1 位）となった。本稿では、この異常気象の背景となった大気循環場の特徴と形成要因について述べる。

大気循環場や非断熱加熱の解析には気象庁の長期再解析 JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) データを用いる。積雲対流活動の指標としては、米国海洋大気庁 (NOAA) の外向き長波放射データ (OLR) を用いる。また、Watanabe and Kimoto(2000、2001)の線形傾圧モデル (LBM) を用いた数値実験を行う。実験設定は Maeda et al.(2016)と同様である。さらに気象庁 1 か月アンサンブル予報システム (1 か月 EPS; 平井ほか 2015) を用いた数値実験も行う。実験設定については第 3 節で述べる。本文中では、1981～2010 年の 30 年平均を平年値、それからのズレを偏差とする。

### 2. 2016 年 8 月の循環場の特徴

#### 2.1 概要

図 1 左下は 2016 年 8 月の海面気圧である。平年の 8 月（図 1 左上）に比べて、日本の南海上で高気圧が弱く低気圧となっている。一方、北海道の東海上で高気圧が強い。1979 年以後で比べると、日本の南海上で平均（25-35N、

130-140E）した海面気圧はもっとも低く、北海道の東海上で平均（40-50N、160-170E）した海面気圧は最も高い。このように 2016 年 8 月の日本付近の地上の気圧配置は平年から大きく隔たっていた。

図 2 左下は 2016 年 8 月の温位 350K 面の渦位である（この時期の 350K 面は、日本付近では上部対流圏から下部成層圏に該当する）。北海道の東海上で等渦位線が大きく北に蛇行する一方、日付変更線あたりでは大きく南に蛇行し、高渦位域が亜熱帯域に広がっている。平年（図 2 左上）では、中部太平洋の中緯度から亜熱帯域にかけて、東北東から西南西の走行で高渦位域が伸びている（中部太平洋トラフに該当）が、2016 年は平年ではリッジが見られる日付変更線付近の 30-40N 帯でトラフとなっている。北海道東方海上で平均（40-50N、160-170E）した渦位は過去と比べて最も低く、日付変更線付近（35-45N、180-190E）で平均した渦位は最も高い（図 2 右下）。このことからわかるように、日本の東から南東の上部対流圏の循環場も平年から大きく隔たっていた。

対流活動はどうであろうか。図 3 左下は 2016 年 8 月の OLR である。2016 年 8 月は、フィリピンの東から日付変更線付近にかけての亜熱帯域で OLR が小さく、積雲対流活動が活発であることを示している。平年（図 3 左上）に比べるとこの領域での積雲対流活動が東に広がっていることがよくわかる。日本の南東海上で平均（15-25N、140-180E）した OLR は過去もっとも小さかった（積雲対流活動が最も活発）。この活発な積雲対流域で発生した複数の台風が、平年から大きく偏った循環場の影響で、平年には見られないコースを通過して北進し、北

日本に上陸した。

このように、2016 年 8 月の日本付近の循環場は、地上付近、対流圏上層、積雲対流活動と

もに大きな偏差を示した。以下、その要因を相互の関係を中心に見ていく。

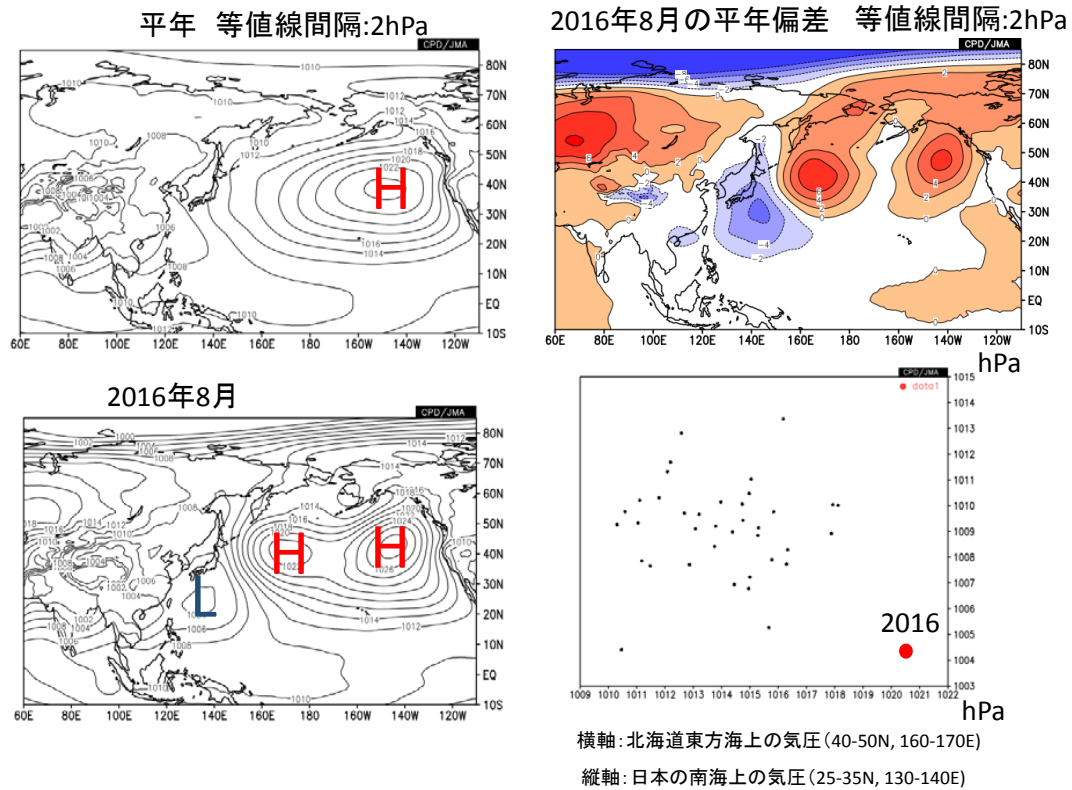


図1 2016 年 8 月の海面気圧。左上) 平年の 8 月、左下) 2016 年 8 月、右上) 平年偏差で等値線間隔はすべて 2hPa。  
右下) 1979~2016 年 8 月の領域平均海面気圧の散布図で、横軸: 北海道東方海上(40-50N, 160-170E)、縦軸: 日本の南海上(25-35N, 130-140E)。赤丸は 2016 年 8 月。

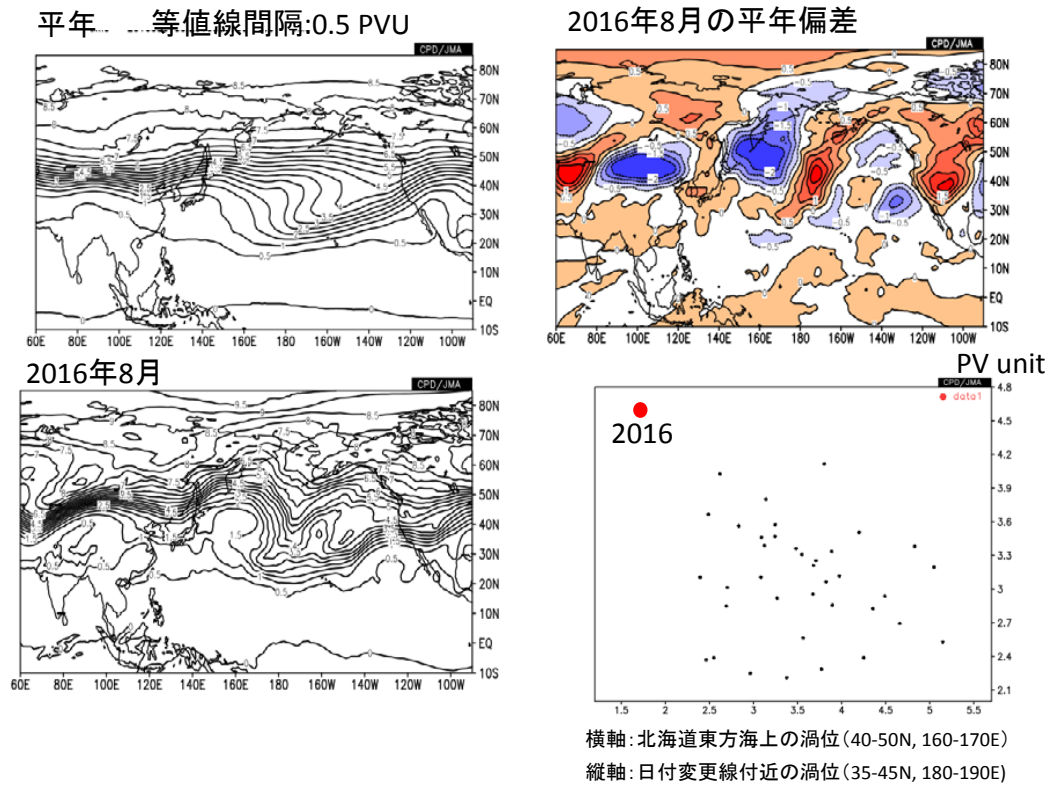


図2 2016年8月の350K温位面の渦位。左上) 平年の8月、左下) 2016年8月、右上) 平年偏差で等値線間隔はすべて0.5PVU。右下) 1979~2016年8月の領域平均渦位(350K)の散布図で、横軸:北海道東方海上(40-50N, 160-170E)、縦軸:日付変更線付近の中緯度(35-45N, 180-190E)。赤丸は2016年8月。

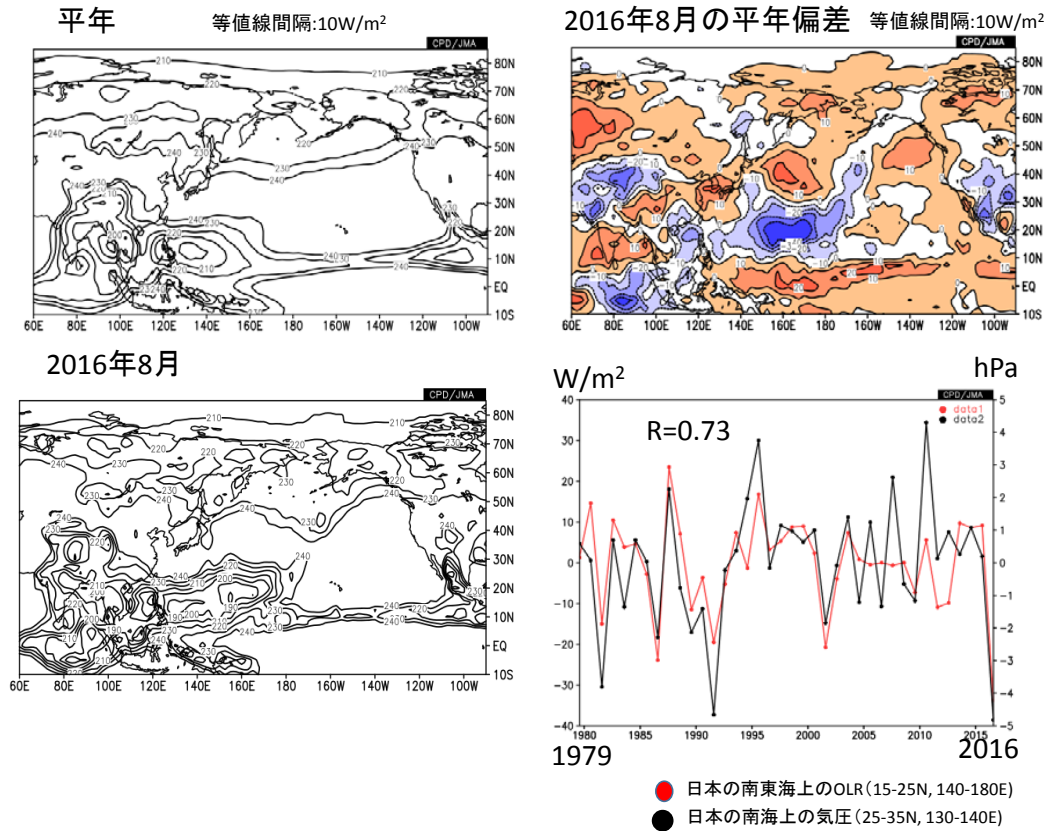


図3 2016年8月のOLR。左上) 平年の8月、左下) 2016年8月、右上) 平年偏差で等値線間隔はすべて10W/m<sup>2</sup>。右下) 1979～2016年8月の領域平均OLR偏差と海面気圧偏差の時系列図で、赤線：日本の南東海上のOLR偏差(15-25N, 140-180E)で左目盛、黒線：日本の南海上(25-35N, 130-140E)の海面気圧偏差で右目盛。両者の相関係数は0.73。

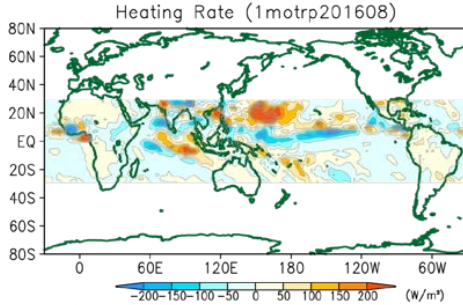
## 2.2 日本の南海上の低気圧と積雲対流活動の関係

2.1節で述べた日本の南海上の低気圧と南東海上の対流活動は関係が深い。図1で述べた日本の南海上(25-35N, 130-140E)の海面気圧と図3で述べた日本の南東海上で平均(15-25N, 140-180E)したOLRの経年変化との相関係数は0.73である(図3右下)。

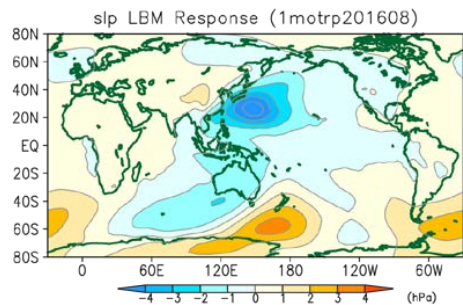
両者の位置関係に注目すると、OLR偏差のやや北西側に低気圧が位置しており、このことは積雲対流活動に伴う凝結加熱の応答のロスビー波が低気圧と関係していることを示唆して

いる。それを確認するためにLBMを用いた数値実験を行った。図4の上は、JRA-55で求めた2016年8月の非断熱加熱偏差である。フィリピン東方海上での活発な積雲対流活動に対応して、日付変更線付近までの西部太平洋の亜熱帯域で非断熱加熱偏差が見られる。図4上の熱帯域(30N-30S)の非断熱加熱偏差に対するLBMの線形定常応答(基本場は8月の気候値)は、日本の南の低気圧をよく再現している。この実験結果は、日本の南海上の低気圧の形成には、日本の南東海上の強い積雲対流活動が寄与したことを示している。

### 2016年8月の熱帯の非断熱加熱偏差



LBM (Watanabe and Kimoto, 2000,2001)による線形応答(海面気圧)



JRA-55(海面気圧)

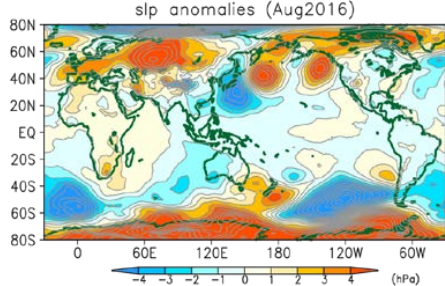


図4 2016年8月の非断熱加熱偏差に対するLBMの線形定常応答。上) 2016年8月の非断熱加熱率偏差 ( $\text{W/m}^2$ )、30S-30Nのみ。中) 上の非断熱加熱に対するLBMによる線形応答、海面気圧 (hPa)、下) 解析された(JRA-55)海面気圧偏差 (hPa)。

### 2.3 北海道の東海上の高気圧、上層のリッジ、及び日本の南海上の低気圧の関係

図1に示した2016年8月の海面気圧で見られる日本の南海上の低気圧と北海道の東海上の高気圧の分布は、両者が南西から北東の方向

に向けての対流圏下層のロスビー波の伝播として理解できることを示唆している。一方、図2は、北海道の東海上のリッジや南東海上のトラフが、アジアジェット気流沿いの対流圏上層のロスビー波の伝播と関係して形成されていることを示している。これらのことは、北海道東方海上の高気圧と上層のリッジには、起源の違う二つのロスビー波が関係していることを示唆している。図5上は45Nにおける気圧-経度断面図で、下は150Eにおける気圧-緯度断面図である。2016年8月で、流線関数偏差、気温偏差、波活動度フラックス(WAF、Takaya and Nakamura, 2001)を示す。図5上から、対流圏上層で振幅の大きいロスビー波の西方からの伝播が北海道東の160E付近のリッジの形成に関わったことがわかる。一方、この領域ではWAFの鉛直上向き成分が明瞭で、また、WAFが強くなっており、単純なロスビー波の水平伝播だけで形成されたのではないこともわかる。図5下の気圧-緯度断面図を見ると、亜熱帯域から対流圏下層を北向きに伝播したロスビー波が40Nあたりからは上向きに伝播している。

基本場が鉛直に西風シアを持つ場合、上述したように鉛直伝播するロスビー波は基本場からの傾圧エネルギー変換で増幅する。また、基本場の水平シアがある場合には順圧エネルギー変換で増幅する。図6は、平年値を基本場として計算した2016年8月の傾圧・順圧エネルギー変換(Kosaka et al., 2009)の分布を示す。北海道の東方海上の高気圧と上層のリッジは、主に基本場からの傾圧エネルギー変換で増幅したことがわかる。起源が違う下層中心のロスビー波と上層中心のロスビー波が鉛直上向きに伝播する位相で相互に干渉し、基本場からエネルギーを受けつつ増幅した、といえる。また、日本の東海上では順圧エネルギー変換によるロスビー波増幅への寄与もみられる。



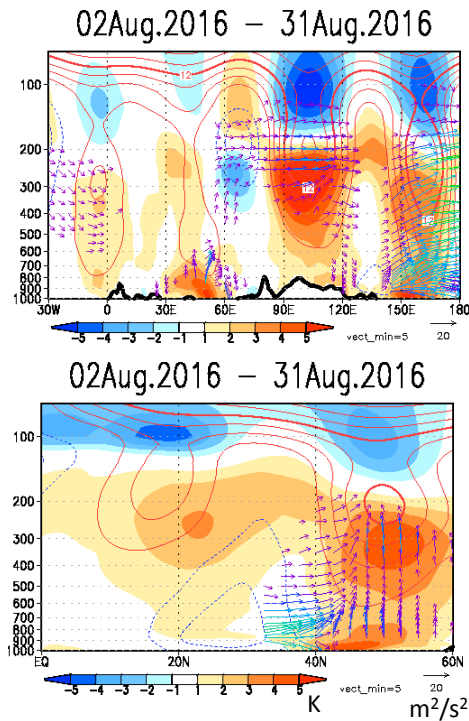


図5 2016年8月2～31日の30日平均の、上) 45Nにおける経度-気圧断面図、下) 150Eにおける緯度-気圧断面図。流線関数年平均偏差(等値線)(単位: $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )で、赤実線は正偏差、青破線は負偏差を示す。気温年平均偏差(陰影)(単位:K)および波の活動度フラックス(矢印)(単位: $\text{m}^2/\text{s}^2$ )。太実線は地形を表す。等値線の間隔は太線は $12 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 、細線は $3 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。ベクトルのスケールは図の右下を参照。 $5\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上のベクトルのみ描画。

## 2.4 日付変更線付近への渦位の氾濫と日本の南東海上の積雲対流活動の関係

中・高緯度の高渦位の低緯度への侵入と、積雲対流活動の活発化との間に関係があることが知られている(Sato et al., 2005)。上述したとおり、2016年8月は、北海道の東方海上のリッジとその前面のトラフの増幅に伴い、日付変更線付近の亜熱帯域の上層に高渦位が氾濫した。亜熱帯域への高渦位の氾濫が準地衡風の

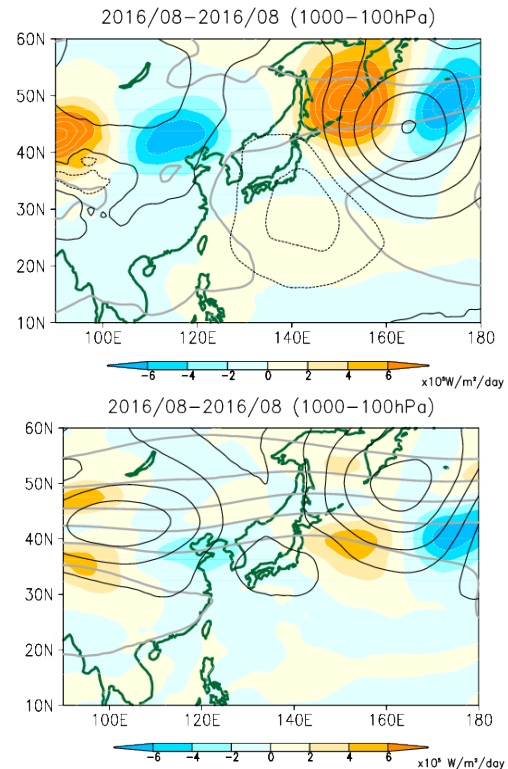


図6 基本場(平年)から擾乱へのエネルギー変換の空間分布。2016年8月。上) 傾圧エネルギー変換(陰影、単位: $10^5\text{W}/\text{m}^2/\text{day}$ )、850hPa高度の気候値(灰色線、40m間隔)と年平均偏差(黒線、20m間隔)。下) 順圧エネルギー変換(陰影、単位: $10^5\text{W}/\text{m}^2/\text{day}$ )、250hPa高度の気候値(灰色線、100m間隔)と年平均偏差(黒線、50m間隔)。エネルギー変換は1000～100hPaの積算値。

な上昇流をもたらし、海面水温が十分に高い海域での積雲対流活動を活発化させた可能性がある。

図7には地衡風による渦度移流の鉛直差(200hPa-850hPa)を350Kの渦位とともに示す。日付変更線西側の亜熱帯域では、上層のトラフ(高渦位)に対応して、トラフ前面で正渦度移流域が東西に広がっている。年平均偏差も正である。準地衡風の上昇流の診断式である $\omega$ 方

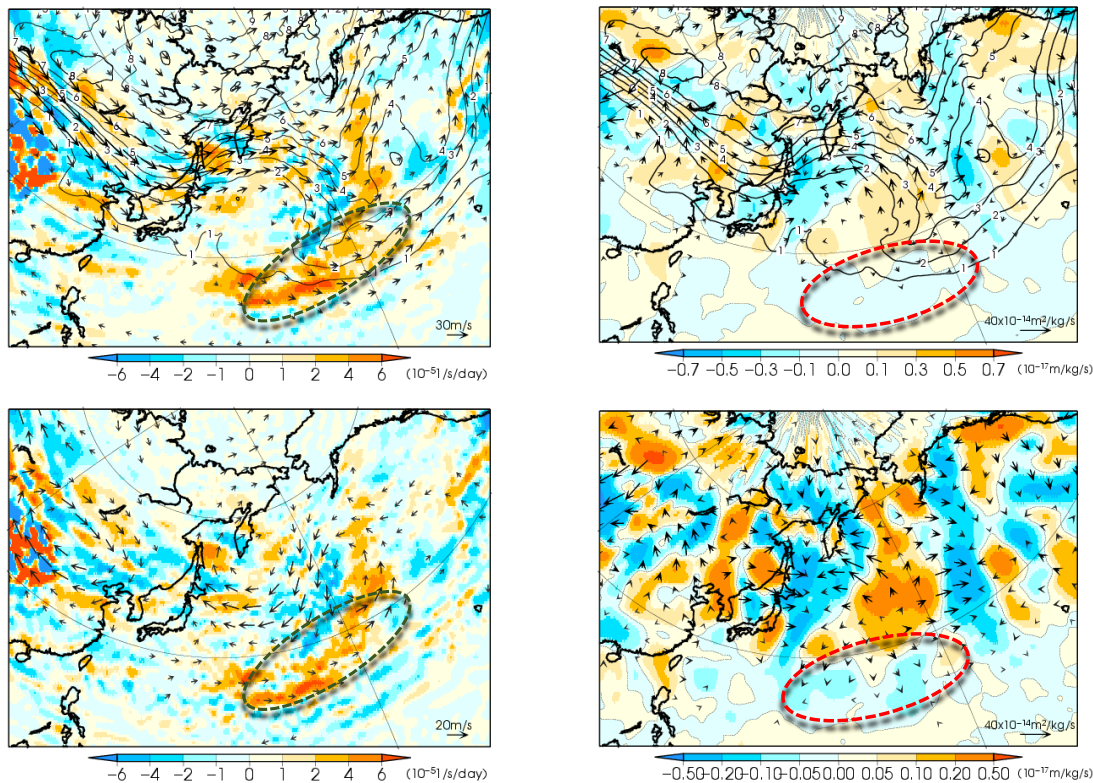


図7 地衡風による渦度移流の鉛直差 (200hPa-850hPa)。上) 2016年8月、下) 平年偏差。陰影が渦度移流の鉛直差 (単位:  $10^{-51}/s/day$ ) で矢印が地衡風。上図の等値線は 350K 温位面の渦位 (単位: PVU)。楕円で囲んだ領域が本文で着目した領域。

程式からは、正渦度移流の鉛直差と対流圏中層の暖気移流があれば上昇流となる。ただし、両者はキャンセルすることが多く、渦度移流の鉛直差が正だから上昇流とは限らない。そこで、 $Q$  ベクトル (Holton, 1992) を調べた。 $Q$  ベクトルの収束は準地衡風の上昇流をもたらす。図8は、2016年8月の月平均場から求めた500hPaの $Q$  ベクトルとその収束である。日付変更線西側の亜熱帯域では収束となっている。この領域 (15-25N, 150-180E) で平均した $Q$  ベクトルは、平年では発散 (下降流) となるが、2016年は収束で、1979年以後では最も強い (図略)。

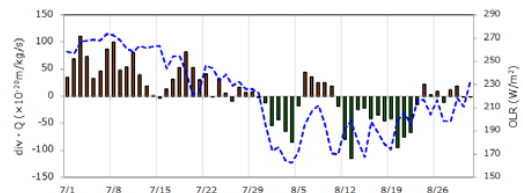


図8 500hPaの $Q$  ベクトルとその発散。上) 2016年8月、中) 平年偏差。陰影が $Q$  ベクトルの発散 (単位:  $10^{-17}m/kg/s$ ) で矢印が $Q$  ベクトル。上図の等値線は 350K 温位面の渦位 (単位: PVU)。下) 領域平均 (15-25N, 150-180E) した $Q$  ベクトル発散 (棒)、2016年7月1日~8月31日)。折れ線は対応する領域で平均したOLR。

中層の温度移流には大きな特徴はなく (図略)、上層の渦度移流が記録的に強い準地衡風の上昇流をもたらした、といえる。日別 (2016年7月1日~8月31日) の $Q$  ベクトル収束 (図8下) を見ると、7月末~8月5日頃と8月10日~



20 日過ぎに収束が続き、対応して OLR の値も小さかった（積雲対流活動が活発）。

### 3. 日付変更線付近の循環偏差の影響の確認

2. 3 節で述べたとおり、2016 年 8 月は日本の南東海上では準地衡風のな上昇流場で、対流が起りやすい背景場となっていた。しかし、実際にその影響で積雲対流活動が活発となったかどうかはわからない。このことを確認するために、気象庁の現業で用いられている 1 か月 EPS を用いた数値実験を行った。1 か月 EPS の仕様は表 1 のとおりである。実験では、2016 年 7 月 20 日を初期値とする、時間ずらし平均 (LAF)法を使用しない 25 メンバーのアンサンブル予報を行った。この実験では、高渦位が氾濫した日付変更線付近の中緯度の領域を解析値に緩和し、その他の領域への影響を評価した。鉛直に全層緩和した実験（以後、全層緩和実験と呼ぶ）と 200hPa より上を緩和した実験（以後、成層圏緩和実験と呼ぶ）を行った。緩和手法や係数などの実験設定は以下のとおりである：

- ① 予報モデルの時間変化項に、右辺第 2 項を加えた

$$\frac{\partial X}{\partial t} = F_{mt}(X) + \lambda(X_{ref} - X)$$

ここで、 $F_{mt}$  は変数  $X$  についての予報方程式、 $\lambda$  は緩和係数、 $X_{ref}$  は解析値（気象庁の全球サイクル解析）である。解析値は 6 時間間隔のデータであるため、各タイムステップに対して時間方向に線形内挿して与えた。

②緩和係数 $\lambda$ は、 $\lambda=0.1hr^{-1}$  で解析値に向かって予報変数の東西風(U)、南北風(V)、気温(T)、地上気圧(ps)を緩和するように設定した。なお、解析値の精度が良くないため、比湿(Q)は緩和しなかった。

③解析値に緩和する領域（緩和領域）は、日付変更線付近の中緯度（160E-160W,20-40N）とした。緩和領域とそれ以外の領域の境界での不連続によるノイズを避けるため、図 9 のとおり領域境界の経度・緯度方向  $10^\circ$  づつ  $\tanh x$  の関数に依存させた緩和係数の与え方とした（例えば、160E,30N では $\lambda=0.05$  となる）。

④成層圏緩和実験では、300hPa より下層では緩和なし、200hPa より上層では $\lambda$ の値で緩和、間の層は log p 換算で  $\tanh x$  の関数により緩和した。

表 1 気象庁の 1 か月 EPS の仕様（2014 年 3 月～）

大気モデル	GSM1304
水平解像度	TL319（約55km格子）
鉛直層数	60層（最上層0.1hPa）
予報時間	34日
大気初期値	全球速報解析
陸面初期値	オフライン陸面解析
海面水温	初期偏差持続
海氷	初期偏差に基づく統計的推定
アンサンブル手法	BGM法（北半球域+熱帯域） +確率的物理過程強制法 +LAF法（1日ごと）
メンバー数	今回の実験では25メンバー

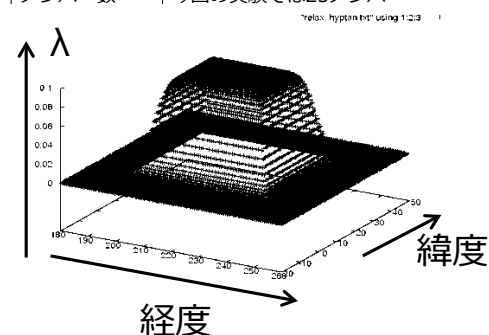


図 9 緩和係数  $\lambda$  の与え方

実験結果を対応する解析とともに図 10～図 12 に示す。7 月 20 日を初期値とする予報 4 週目（8 月 13～19 日）の週平均場で、25 メンバーのアンサンブル平均である。なお、全層緩和実験・成層圏緩和実験ともに、日付変更線付近の

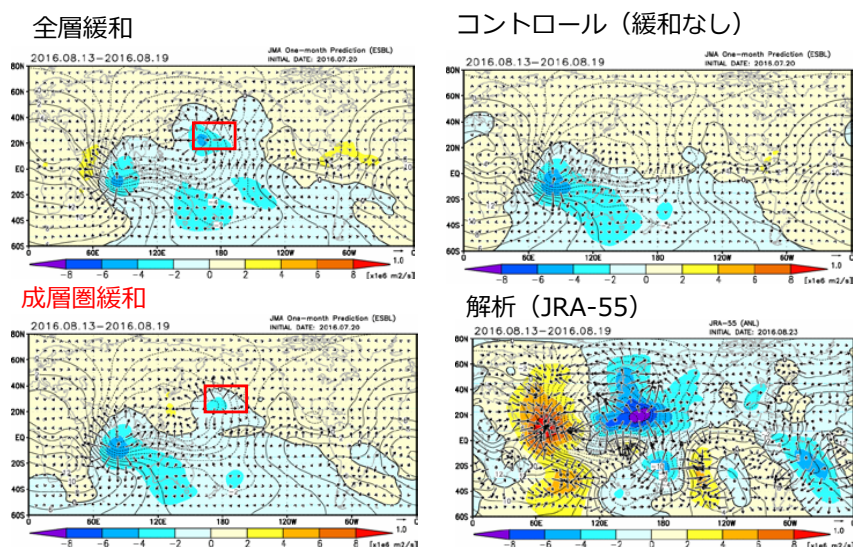


図 10 緩和実験の結果。7 月 20 日を初期値とする予報 4 週目 (8 月 13~19 日) の週平均場で、25 メンバーのアンサンブル平均。200hPa 速度ポテンシャル平年偏差 (陰影、単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) と発散風平年偏差。緩和実験とコントロール実験の平年値は再予報に基づくモデル平年値。図中の赤枠は緩和領域 (20-40N, 160E-160W)。左上) 全層緩和、左下) 成層圏緩和 (200hPa より上)、右上) コントロール (緩和なし)、右下) 解析 (JRA-55)。

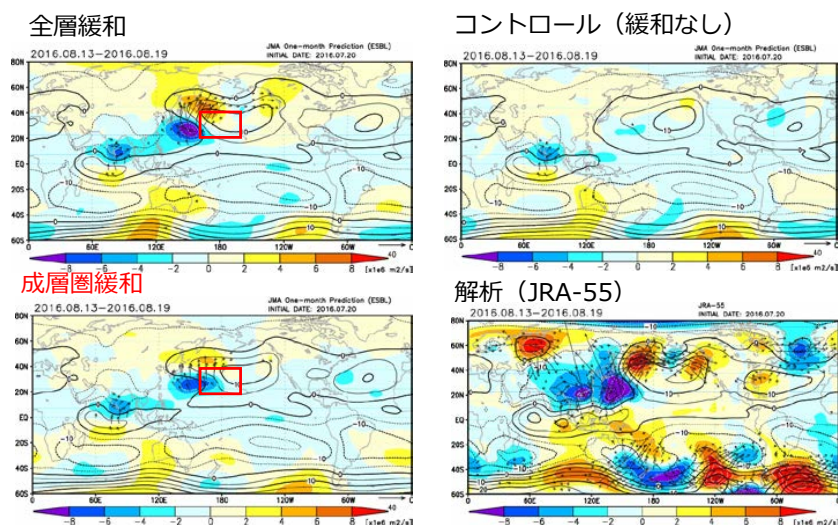


図 11 図 10 と同じ、ただし 850hPa 流線関数 (等値線) と平年偏差 (陰影)。単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$

上層のトラフの深まりは、実験設定から期待されるように再現されている (図略)。図 10 の 200hPa 速度ポテンシャルを見ると、解析では北西太平洋での強い積雲対流活動に対応する発散偏差が見られるが、緩和しない現業予測 (以下、コントロールと呼ぶ) では逆に収束偏差となって

おり予測できていない。一方、全層緩和実験と成層圏緩和実験では、解析ほど強くないが発散偏差となっている (降水では正偏差)。図 11 は、対流圏下層 850hPa の流線関数と偏差である。コントロールでは予測されていない日本の南海上の強い低気圧性循環偏差と北海道の東海

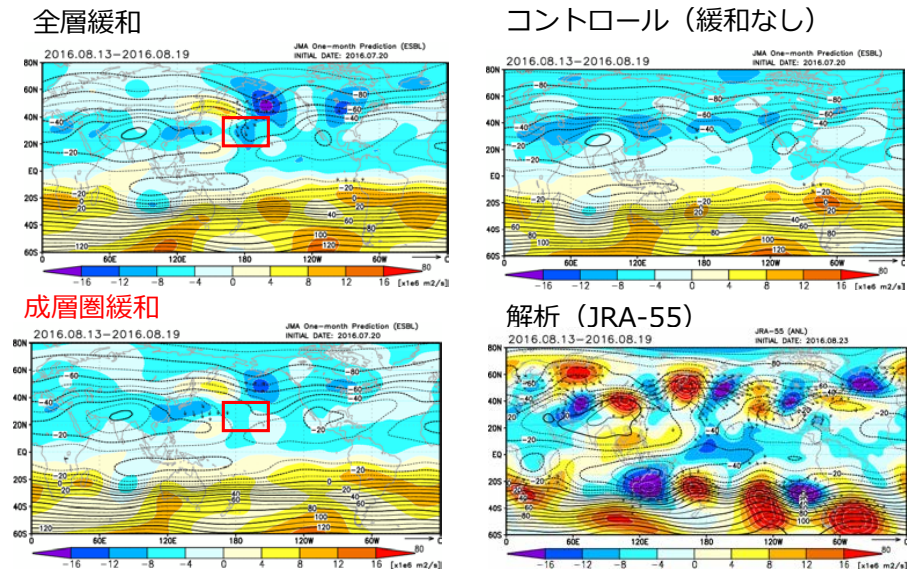


図 12 図 10 と同じ、ただし 200hPa 流線関数（等値線）と偏差（陰影）。単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$

上の高気圧性循環偏差が、全層緩和実験ではよく再現されている。また、成層圏緩和実験でもある程度再現されている。これらの結果は、日付変更線付近の循環場偏差が少なくとも部分的には北西太平洋の対流活動の偏差を強制し、日本付近の異常な気圧配置の形成に寄与したこと、成層圏循環偏差も一定の役割を果たしたのがわかる。一方、200hPa の流線関数（図 12）では、全層と成層圏緩和実験ともに北海道の東海上のリッジがある程度再現されているものの、解析よりはかなり弱い。もちろん、アジアジェット沿いのロスビー波東伝播も再現されていない。解析で見られるロスビー波東伝播は 8 月いっぱい西シベリアで持続したブロッキング高気圧と関係していると考えられることから、緩和領域を西シベリアのブロッキング高気圧付近（80E-120E、40-60N）とした緩和実験も行った。北海道の東方海上のリッジと地上高気圧は、振幅は十分ではないがよく再現される（図略）。このことは、西方からのロスビー波伝播も日本付近の循環偏差場の形成に大き

く寄与したことを意味している。

#### 4. まとめ

2016 年 8 月は、1951 年の統計開始以来、初めて台風が 3 個北海道に上陸し、やはり初めて東北太平洋側に上陸した。また、北日本太平洋側の降水量は、記録的な多さ（平年比 231%、1946 年以後で 1 位）となった。関連する大気循環場も、①日本の南海上の低気圧、②北海道東方海上の高気圧、③北海道東方海上の上層のリッジ・低渦位、④日付変更線付近の亜熱帯域の上層のトラフ・高渦位、そして⑤日本の南東海上の積雲対流活動の強さ、がそれぞれ 1979 年以降で最も偏差が大きく、「異常」であった。また、それぞれの「異常」がお互いに関係していることを、データ解析、LBM を用いた線形定常応答実験、1 か月 EPS を用いた解析値への緩和実験で示した。具体的には以下のとおり；

- a) ④に伴う渦度移流（の鉛直差）による準地衡風の上昇流が⑤の積雲対流活動の背景となっ

た

- b) ⑤の積雲対流活動に伴う非断熱加熱が①の低気圧を強制した
- c) 対流圏下層中心に①から伝播するロスビー波の一環として②の高気圧が形成された
- d) アジアジェット気流に沿って対流圏上層を西から伝播するロスビー波の一環として③と④が形成された
- e) 起源が違う下層中心のロスビー波 (①と②) と上層のロスビー波 (③) が相互に作用し、基本場から傾圧エネルギー変換を受けつつ増幅した

西シベリアではほぼ8月いっぱい持続したブロッキング高気圧付近を解析値に緩和した1か月EPSによる実験で、北海道東方海上の上層のリッジや日付変更線付近の亜熱帯域の上層のトラフが再現されていることから、d)のロスビー波には、このブロッキング高気圧の持続が関係していると考えてよいだろう。

本稿で述べた日本付近の循環場の異常や関係する西シベリアのブロッキング高気圧の持続は、大気の内部分動的な性質が強いと推察されるが、海面水温など大気境界条件の影響はないのだろうか。2016年8月は、強いエルニーニョ現象の終息後の時期にあたっている。エルニーニョ現象の長引く影響のひとつとして、フィリピン東方海上における積雲対流活動の活発化を指摘する研究もあり、季節予報の予測可能性の観点からも、2016年8月の循環場異常との関連が興味深い (Kumar and Hoerling 2003, Lau et al. 2005)。なお、2016年8月の北西太平洋における積雲対流活発化には熱帯の季節内変動が関係している可能性があるが、本稿では上空の渦位移流の影響に焦点を絞るために、そのことについては述べなかった。

#### 参考文献

平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南

敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1か月予報システムの変更の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-5.

Holton J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, 511pp.

Kobayashi, S. and co-authors, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. J. Meteorol. Soc. Jpn, 93, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.

Kosaka Y., H. Nakamura, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. J. Meteorol. Soc. Jpn, 87, doi: 10.2151/jmsj.87.561.

Kumar, A., and M. P. Hoerling, 2003 The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. J. Climate, 16, 1391-1403.

Lau N. C, Leetmaa A, Nath M. J., Wang H. L., 2005: Influences of ENSO-induced Indo-Western Pacific SST anomalies on extratropical atmospheric variability during the boreal summer. J Clim 18, 2922-2942

Maeda, S., Y. Urabe, K. Takemura, T. Yasuda, and Y. Tanimoto, 2016: Active role of the ITCZ and WES feedback in hampering the growth of the expected full-fledged El Niño in 2014. SOLA, 12, 17-21, doi:10.2151/sola.2016-004.

Sato, N., K. Sakamoto and M. Takahashi, 2005: An air mass with high potential vorticity preceding the formation of the Marcus Convergence Zone. Geophys. Res. Lett., 32, L17801, doi:10.1029/2005GL023572.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A

formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J. Atmos. Sci., 58, 608-627.

Watanabe, M., and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. Quart. J.R. Met. Soc., 126, 3343-3369.

Watanabe, M., and M. Kimoto, 2001: Corrigendum. Quart. J. R. Met. Soc., 127, 733-734.